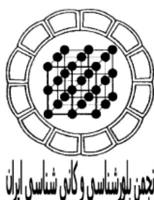
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی



سال سی و دوم، شمارهٔ اول، بهار ۱۴۰۳، از صفحهٔ ۱۴۵ تا ۱۶۰

شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور کانی آمفیبول گرانیتوئید هراران (بخشی از توده گرانیتوئیدی لاله‌زار در شهرستان بافت استان کرمان)

سلیمه دهقانی دشتابی*[۱]، شهریار محمودی[۲]، محمد رهگشای[۱]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۵/۱۶، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۷/۸)

چکیده: توده گرانیتوئیدی لاله‌زار از مهم‌ترین فازهای ماگمایی کمربند ارومیه-دختر بوده و در جنوب‌شرق این کمربند در استان کرمان واقع است. بخشی از این توده گسترده در بخش جنوبی منطقه هراران رخنمون دارد که بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، این سنگ-های آذرین از جنس گرانودیوریت و دیوریت و دارای کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، پیروکسن و کانی‌های کدر هستند. جایابی نمونه‌های آمفیبول این توده گرانیتوئیدی بر نمودارهای رده‌بندی نشان می‌دهد که آمفیبول‌ها کلسیمی و از نوع هورنبلند هستند. این آمفیبول‌ها، آذرین و مربوط به سری ماگمایی آهکی قلیایی و از نوع آمفیبول‌های فرورانش (S) هستند که در محیط فرورانش تشکیل شده‌اند. محاسبه فشار و دمای تشکیل این آمفیبول‌ها با روش‌های مختلف نشان داد که این آمفیبول‌ها در دمای ۶۵۰ تا ۷۹۸ درجه سانتی‌گراد و فشار ۰/۹ تا ۲/۳ کیلوبار تشکیل شده‌اند. همچنین گریزندگی اکسیژن ماگما در زمان تشکیل آمفیبول بالا بوده و این کانی در اعماق ۵ تا ۷ کیلومتری زمین ایجاد شده است. بر اساس روابط بین برخی از عناصر اصلی این آمفیبول‌ها، جانشینی‌های چرماکیتی (جانشینی Al به‌جای Si, Fe و Mg) و جانشینی ادنیتیک (جانشینی Si به‌جای Al^{IV}، Na یا K) در این آمفیبول‌ها رخ داده اما جانشینی نوع گلوکوفان، ریبکیت و ریشتریت در آنها انجام نشده است.

واژه‌های کلیدی: *هراران؛ جانشینی؛ گریزندگی اکسیژن.*

مقدمه

در دهه‌های اخیر، فشاردماسنج‌های تجربی بسیاری برای تشخیص دما و فشار تشکیل آمفیبول گسترش یافته‌اند. برخی از این روابط بر پایه عناصر موجود در دو کانی مختلف (برای مثال، جفت کانی آمفیبول-پلاژیوکلاز [۱]) و برخی فقط براساس شیمی کانی آمفیبول هستند.

اغلب به دلیل تشکیل آمفیبول‌های کلسیمی در طیف گسترده‌ای از سنگ‌های بازیک، حدواسط تا فلسیک و سنگ-های آهکی قلیایی پرپتاسیم (مناطق فرورانش)، علاقه بسیاری از آنها برای درک فرایندهای ماگمایی وجود دارد [۲، ۳]. این کانی‌ها افزون بر ماگماهای آهکی قلیایی فرورانش، با ماگماهای قلیایی درون صفحه‌های اقیانوسی [۴، ۵]، سامانه‌های کمانی (قوسی) کمیاب [۶، ۷] و آتشفشان‌های قرار گرفته در جایگاه-های زمین پویای پیچیده نشانگر انتقال پیشرونده از تنوره (ستون) گوشته‌ای تا قوس جزیره‌ای آهکی قلیایی [۷، ۸] نیز همراه هستند.

یک دلیل دیگر برای استفاده از آمفیبول‌های کلسیمی در بررسی‌های دمافشارسنجی این است که این سیلیکات‌های تک میل، مشخصه ماگماهای اشباع از آب هستند و در نتیجه در پیش‌بینی انفجار آتشفشانی و ارزیابی خطر اهمیت اساسی دارند. از این رو، بررسی دقیق شرایط دما و فشار صعود، ذخیره و تکامل ماگما پیش از فوران آن از اهداف اولیه آتشفشان شناسی و سنگ‌شناسی آذرین بوده [۹] که همیشه با عدم قطعیت‌هایی همراه است. برای مثال مشخص شده است که

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۲۴۵۴۷۲۳، پست الکترونیکی: s.dehghan66@gmail.com

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.145]

حتی بهترین روابط فشارسنجی کانی‌ها از جمله آمفیبول، خطایی حدود چند سیگما به دست می‌دهند [۱۰] که مربوط به خطاهای عمق پوسته هستند [۱۱، ۱۲]. در واقع این عدم قطعیت‌ها برای اتاقک‌های ماگمایی کم‌عمق (۳ تا ۱۵ کیلومتر) با اندازه کوچک (ارتفاع ۲ تا ۷ کیلومتر) بسیار بزرگ به نظر می‌رسند [۱۱-۱۴]. روابط دمافشارسنجی بسیاری بر پایه ترکیب آمفیبول‌های کلسیمی در سه دهه اخیر ارائه شده‌اند [۱، ۱۲، ۱۵-۲۳].

ریدولفی [۱۹] برای آمفیبول‌های کلسیمی دمای ۷۵۰ تا ۱۱۲۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱۰۰ تا ۱۲۰۰ مگاپاسکال را به دست آورد و با بسیاری از آمفیبول‌های موجود در سامانه‌های طبیعی سراسر جهان مقایسه کرد. مجموعه‌ای از روابط دماسنجی تک‌آمفیبولی پیشنهاد شده‌اند [۱۲، ۲۴]. که فشار برآورد شده با آنها با موفقیت در برابر اعماق بدست آمده با روش‌های تکمیلی چون برش نگاری لرزه‌ای و لرزه‌خیزی پیش از فوران آزمایش شد. با این حال، این روابط فقط برای آمفیبول‌های ماگماهای آهکی قلیایی معتبر هستند و اعتبار آن‌ها برای فشارهای بیش از ۴۵۰ مگاپاسکال (اعماق اتاق‌های ماگمایی) یا تعداد زیاد داده‌های تجربی با فشار بالا بررسی نشده است. روابط مراجع [۱۲، ۲۴] بر اساس آمفیبول‌های تشکیل شده در ماگماهای کوهزایی (آهکی قلیایی) هستند. از این رو ریدولفی و رنزولی [۲] یک رابطه تجربی برای محاسبه دمای آمفیبول ماگماهای آهکی قلیایی و قلیایی ارائه کردند.

انتخاب داده‌های آمفیبول مناسب برای دمافشارسنجی سنگ‌های آذرین یک روش پیچیده و نیازمند دانش مناسب از پایداری آمفیبول کلسیمی و شیمی بلور، فرآیندهای سامانه آتش‌فشانی و روابط ترکیبی آمفیبول-مایع، انحلال گونه‌های فرار و خطاهای داده‌های تجربی است. برای دمافشار-سنجی بر اساس شیمی آمفیبول، نمونه‌های مورد بررسی باید ویژگی‌هایی داشته باشند: ۱) آنها باید دارنده مجموعه‌ای همزیست از کانی-های پلاژیوکلاز، فلدسپارقلیایی، کوارتز، آمفیبول، بیوتیت، ایلمنیت و مگنتیت باشند [۲۳]؛ ۲) گریزندگی اکسیژن باید به نسبت بالا بوده باشد. برای تشخیص گریزندگی اکسیژن می‌توان از همبرزایی کانی‌ها استفاده کرد [۲۳]، به‌طوریکه حضور همزمان کوارتز، اکسید آهن و آمفیبول در گرانیتوئید مورد بررسی نشانگر بالا بودن گریزندگی اکسیژن ماگمای سازنده آن است [۲۵]؛ ۳) در محاسبات باید از آمفیبول‌هایی که ترکیب اکتینولیتی و یا لبه اکتینولیتی دارند، چشمپوشی کرد، زیرا این احتمال وجود دارد که این اکتینولیت بر اثر دگرسانی پیروکسن و هورنبلند ایجاد شده باشد [۲۶]؛ ۴) در فرمول ساختاری آمفیبول باید تعداد کاتیون‌های Ca بیشتر از یا برابر با 1/0 و $Si \geq 7/0$ باشد [۱۵]؛ ۵) آمفیبول نباید منطقه‌بندی و دگرسانی داشته باشد [۲۶].

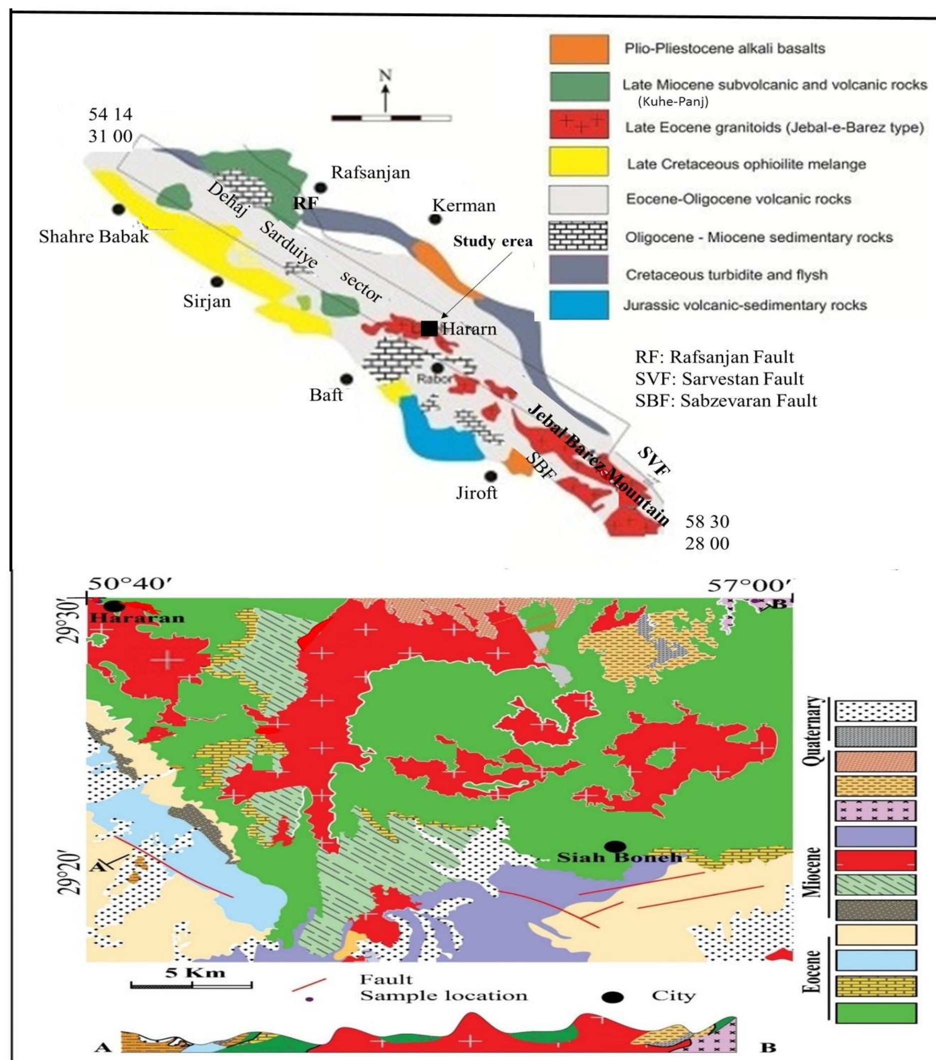
در منطقه مورد بررسی، پژوهش‌های بسیاری انجام شده [۲۷-۳۱] اما تاکنون شیمی کانی‌های تشکیل‌دهنده گرانیتوئید و شرایط تشکیل آن‌ها به دقت بررسی نشده است؛ در این پژوهش، شیمی و شرایط تشکیل کانی آمفیبول این گرانیتوئید بررسی گردیده است.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی بخشی از جنوب‌شرقی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر است که پهنه دهج-ساردوئیه نامیده می‌شود. بخش جنوبی کمربند سهند-بزمان یا ارومیه‌دختر کرمان به نام پهنه دهج-ساردوئیه معرفی شده است [۳۲]. این پهنه، از دهج در شمال‌غرب استان کرمان در راستای کمربند ارومیه-دختر تا جنوب‌شرق در منطقه ساردوئیه به طول ۵۰۰ کیلومتر کشیده شده (شکل ۱ الف) [۳۳] و سبب پیدایش ارتفاع‌هایی چون کوه‌های لاله‌زار و هزار در استان کرمان شده است. این منطقه ضخامتی حدود ۱۵ کیلومتر از سنگ‌های آتش‌فشانی اسیدی تا حدواسط و بازی را دربر می‌گیرد [۳۲] که افق‌های رسوبی کم-ضخامتی نیز در قاعده یا بخش‌های میانی آن وجود دارد. حضور این افق‌های رسوبی آرامش نسبی در فعالیت آتش‌فشانی را نشان می‌دهد. فعالیت ماگمایی در این کمربند مربوط به دوران سنوزوئیک بوده که در ائوسن بیشتر به صورت فعالیت آتشفشانی و در الیگوسن به صورت فعالیت ژرف توده‌ای عمل کرده است.

از نظر چینه‌شناسی، کمربند ماگمایی دهج-ساردوئیه از سه توالی ماگمایی تشکیل شده است[۳۰]. فعالیت اصلی آتش-فشانی این پهنه در ائوسن پیشین با مجموعه آتش‌فشانی بهرآسمان شروع شده است [۳۴] که به سن ائوسن پیشین با ضخامت ۵/۵ کیلومتر شامل آذرآواری‌های اسیدی، توف، برش و جریان‌های گدازه‌ای تراکی‌بازالتی تا تراکی‌آندزیتی است. این مجموعه نخستین فعالیت ماگمایی قوسی (کمانی) پهنه دهج-ساردوئیه است که در فاصله بین ۳۶ میلیون سال و ۴۶ میلیون سال پیش رخ داده است [۲۹]. مجموعه بهرآسمان با مجموعه رسوبی رازک با سن ائوسن میانی-پسین پوشیده شده است. مجموعه رازک با ضخامت ۷/۵ کیلومتر از توالی‌های آتشفشان آواری بازالتی-ریولیتی تشکیل شده است [۳۵]. مجموعه الیگوسن هزار شامل ۱/۳ کیلومتر تراکی آندزیت و تراکی‌بازالت است. با روش سن‌سنجی آرگون-آرگون، سن ۶±۳۲ میلیون سال (اوایل الیگوسن) برای این واحد به دست آمده است [۳۵].

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.145]



شکل ۱ الف) نقشه زمین‌شناسی پهنه دهج ساردوئیه [۳۳] و ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه هراران.

این واحدهای آتش‌فشانی-رسوبی به‌طور دگرشیب روی واحدهای سنگی مزوزوئیک قرا گرفته‌اند. مجموعه رازک نیز با مجموعه هزار (الیگوسن) و طبقه‌های قرمز بالایی (میوسن) دنبال می‌شود و سپس در میوسن، با فعالیت فاز ماگمایی مهمی در منطقه، توده‌های بزرگی از سنگ‌های گرانودیوریتی تا داسیتی و آندزیتی نیمه‌عمیق در طول این کمربند جایگزین شده‌اند. این واحدهای ماگمایی را می‌توان به دو دسته اصلی گرانودیوریت‌های نوع جبال‌بارز و سنگ‌های نیمه‌عمیق نوع کوه‌پنج تقسیم کرد [۳۲] (شکل ۱ الف). نوع اول سنگ‌های نام برده سن الیگوسن-میوسن دارند (گرانیتوئیدهای عقیم یا بدون کانی‌سازی الیگوسن-میوسن)، درحالیکه نوع دوم (توده‌های نفوذی بارور یا دارای کانی‌سازی کوه پنج) مربوط به میوسن هستند [۳۶]. اختلاف اساسی این دو دسته در ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و عمق جایگیری آن‌ها در لایه‌های زمین‌شناسی دربردارنده آن‌هاست که در پی آن تفاوت‌هایی در ویژگی‌های بافتی ایجاد می‌کند؛ سنگ‌های نوع جبال‌بارز مشخصه سنگ‌های تمام متبلور آذرین را از خود نشان می‌دهند، درحالیکه در نوع کوه پنج به دلیل عمق جایگیری کمتر، بافت پورفیری به عنوان بافت غالب سنگی دیده می‌شود. هم‌چنین سنگ‌های نوع کوه پنج تنوع ترکیبی بیشتری را نسبت به نوع جبال‌بارز از خود نشان می‌دهند [۳۲]. به باور برخی پژوهشگران [۳۲، ۳۷] نیزسنگ‌های گرانیتوئیدی کمربند دهج-ساردوئیه در زمان الیگوسن جای گرفته‌اند و سنگ‌های آتشفشانی ترشیری را قطع کرده‌اند. بر لایه قرمز بالایی، گدازه‌های داسیتی و سپس دو واحد ضخیم نوزا به صورت دگرشیب قرار گرفته‌اند. طبقه‌های نوزا با یک جریان بازالتی پایان می‌یابد. فوران کوه مزاحم جوان‌ترین فعالیت آتش‌فشانی نوار دهج-ساردوئیه است [۳۲]. آتش‌فشان کوه مزاحم دارای سن آرگون-آرگون بیوتیت ۶/۸ میلیون

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.145]

سال بوده [۳۵] و مثال شاخص فعالیت ماگمایی جوان است. واحدهای رسوبی کواترنری نیز لبه‌های کمربند را پوشانیده و درون برخی از حوضه‌ها نهشته شده‌اند. با بازنگری نقشه زمین‌شناسی ایران و نقشه پراکندگی سنگ‌های ماگمایی ایران، می‌توان گفت که نوار دهج-ساردوئیه بیشترین حجم فعالیت ماگمایی کمربند ارومیه-دختر را دارد [۳۰]. بیشتر کانسارهای مس پورفیری ایران بر کمربند آتش‌فشانی دهج-ساردوئیه شکل گرفته‌اند. در این منطقه، بیش از ۵۰ اثر کانه‌سازی مس به صورت پورفیری و رگه‌ای همراه با عناصری چون مولیبدن، طلا، نقره، سرب و روی شناسایی شده‌اند.

زمین‌شناسی منطقه هراران

نقشه زمین‌شناسی هراران در شکل ۱ ب نشان داده شده است. در این منطقه، سنگ‌ها وابسته به دوران سوم زمین‌شناسی و از نوع سنگ‌های آتش‌فشانی و آذرآواری با سن ائوسن پیشین تا میوسن هستند. تشکیلات پس از ائوسن در معرض توده نفوذی نیمه‌عمیق الیگومیوسن قرار گرفته و منجر به دگرسانی و کانه‌زایی در منطقه شده است. دگرسانی موجود در این منطقه بیشتر از نوع آرژیلیکی، سیلیسی و پروپیلیتی در واحدهای آتشفشانی بوده و کانی‌زایی دیده شده در منطقه از نوع مالاکیت، آزوریت، پیریت، کالکوپیریت، هماتیت، مگنتیت و لیمونیت در واحدهای گرانودیوریتی است. از نظر ریختار و آب و هوا، این منطقه کوهستانی بوده و دارای مکان نگاری خشن است کـه ارتفاع‌ها و بلندی‌های آن بخشی از کوه‌های لاله زار محسوب می‌شوند و اغلب ۱۵۰۰ تـا ۲۵۰۰ متر بلندی دارند. از نظر زمین‌ساختی، منطقه مورد بررسی فعال است و بیشتر سنگ‌های گرانودیوریتی بشدت زمین‌ساخته شده‌اند. شکستگی‌های موجود اغلب برآمده از فعالیت گسل‌ها هستند که از مهم‌ترین دایک‌های منطقه می‌توان به دایک‌های میکرودیوریتی اشاره کرد که گاهی طول آنها به حدود یک کیلومتر می‌رسد و گرانیتوئیدهای منطقه را قطع نموده‌اند. بطورکلی، سنگ‌شناسی غالب منطقه شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آتش‌فشانی و آذرآواری به همراه توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق است.

روش بررسی

پس از نمونه‌برداری صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی، نمونه‌های گرانودیوریتی که گویای بهتری از تکامل ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری بوده‌اند، انتخاب و به منظور بررسی دقیق کانی‌شناسی آمفیبول در بخش علوم زمین و محیط زیست دانشگاه یاماگاتا کشور ژاپن با ابرکاوشگر الکترونی خودکار مدل JEOL JXA-8600M با ولتاژ شتاب‌دهنده‌ی ۱۵ کیلوولت و جریان پرتوی 2×10-8A تجزیه شدند. نتایج این تجزیه با نرم‌افزارهای اکسل و Minpet تفسیر گردیدند.

شیمی کانی آمفیبول

آمفیبول از کانی‌های با ترکیب شیمیایی و ساختار کانی‌شناسی متنوع وابسته به گروه اینوسیلیکات‌های دوزنجیری است. این کانی گستره پایداری (دما و فشار) گسترده‌ای دارد و از این رو، پرکاربردترین کانی برای زمین‌دمافشارسنجی است [۳۸]. مقدار عناصر سدیم، کلسیم، تیتان و آلومینیوم آمفیبول‌ها به دما، فشار و گریزندگی اکسیژن وابسته است. افزون بر این، ترکیب سنگ کل و فازهای همزیست بر مقدار Al موجود در آمفیبول اثر می‌گذارد [۲۳]. مقدار کاتیون‌های تیتانیوم، آلومینیوم کل و آلومینیوم موجود در جایگاه چاروجهی (Al^{IV}) به دما حساس است، به‌طوری که افزایش دما باعث افزایش مقدار تیتان و در نتیجه افزایش Al^{IV} می‌شود [۱۵]. بر خلاف Al^{IV} مقدار آلومینیوم در جایگاه هشت‌وجهی (Al^{VI}) وابسته به فشار است و با افزایش فشار، افزایش می‌یابد و دما بر آن اثر ندارد. بر پایه مقدار آلومینیوم کل آمفیبول‌ها می‌توان فشار را به دست آورد، زیرا مقدار این عنصر در آمفیبول‌ها تابع مقدار آلومینیوم ماگمای مادر نبوده بلکه تابع دما و فشار در زمان تبلور آمفیبول است. برخلاف آلومینیوم، مقدار سیلسیم آمفیبول تابع مقدار این عنصر در ماگمای مادر بوده و وابسته به فشار و دما نیست [۳۹]. افزون بر این، افزایش دما باعث جایگزینی Al به‌جای Si در جایگاه چاروجهی تترائدری آمفیبول کلسیمی می‌شود، در حالیکه افزایش فشار منجر به جانشینی Al به جای Fe+Mg در جایگاه هشت وجهی شود [۲۰]. از این رو، با افزایش یکی از این دو عامل، مقدار Al_2O_3 موجود در آمفیبول بیشتر می‌شود [۴۰]. همچنین با افزایش دما Ti وارد جایگاه هشت‌وجهی می‌شود، اما با افزایش فشار این قانون معتبر نیست، زیرا شعاع یونی Ti بزرگ‌تر از Al است [۴۱]. بنابراین، مقدار Ti در آمفیبول‌های کلسیمی رابطه مستقیم با دما و رابطه معکوس با فشار دارد. با افزایش دما، جانشینی ادنیتی بیشتر می‌شود و آمفیبول‌ها، سدیمی‌تر و آلومینیومی‌تر می‌شوند [۴۲].

نتایج تجزیه ریزپردازشی آمفیبول‌های منطقه هراران در جدول ۱ ارائه شده است. کاتیون‌ها و اجزای نهایی آمفیبول‌ها به روش مراجع [۱۲، ۴۳] بر اساس ۱۳ اتم اکسیژن محاسبه شدند. این آمفیبول‌ها بر اساس تقسیم‌بندی مراجع [۴۳، ۴۴] از نوع کلسیمی هستند و ترکیب هورنبلند دارند (شکل‌های ۲ الف و ب) بر پایه نمودار مرجع [۳۷] نیز، این کانی‌ها کلسیم‌دار

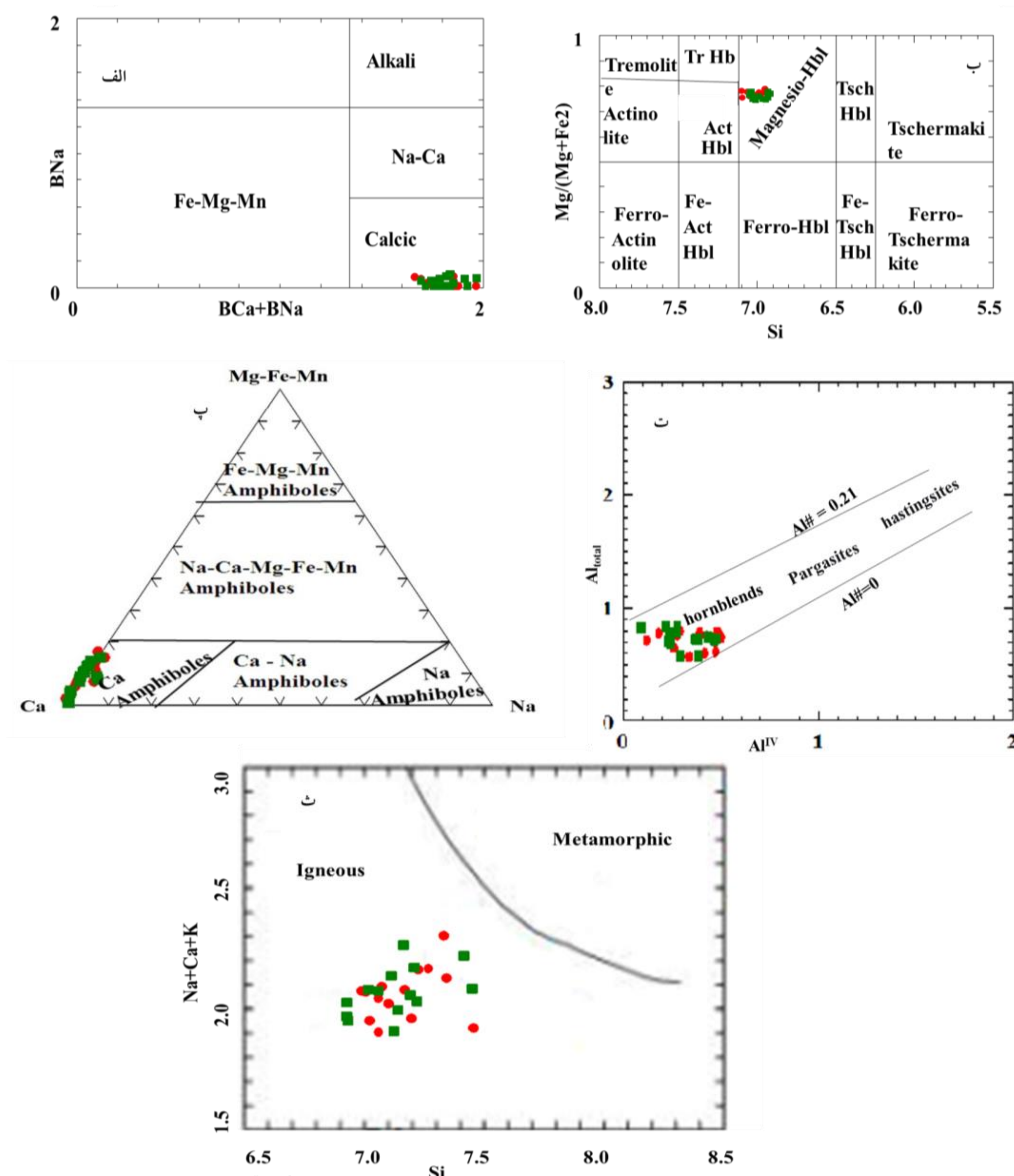
[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.145]

هستند (شکل ۲ پ). ترکیب آمفیبول کلسیمی، گویای ترکیب سنگ دربرگیرنده آن است [۴۳]. با استفاده از مقدار آلومینیوم کل نسبت‌به آلومینیوم چارظرفیتی [۱۹] نیز می‌توان به ترکیب آمفیبول‌ها را به دست آورد که بر این اساس نیز آمفیبول‌های تجزیه شده منطقه هورنبلند هستند (شکل ۲ ت). بر پایه نمودار Ca+Na+K نسبت به Si از [۴۳، ۴۵] که جدا کننده آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی است، آمفیبول‌های تجزیه شده از نوع آذرین هستند (شکل ۲ ث). آمفیبول‌های ماگمایی (آذرین) Si کمتر از ۷٫۵ دارند، درحالیکه آمفیبول‌های با بیش از این مقدار Si بر اثر فرآیند زیر خط انجماد تشکیل شده‌اند [۴۶].

جدول۱ نتایج تجزیه ریزپردازشی آمفیبول‌های گرانیتوئید هراران (برحسب درصد وزنی).

نمونه	H24-1	H24-2	H24-3	H24-4	H24-5	H24-6	H24-7	H24-8	H24-9	H24-10	H24-11
SiO₂	۵۱٫۹۶	۵۲٫۴۳	۵۲٫۹۶	۵۲٫۸۳	۵۳	۵۲٫۳۶	۵۰٫۴۴	۵۲٫۴۷	۵۱٫۹۶	۵۲٫۲۰	۵۱٫۷۰
TiO₂	۰٫۳۵۰	۰٫۴۲۰	۰٫۲۳۵	۰٫۱۹۸	۰٫۴۳۵	۰٫۶۷۲	۰٫۹۴۵	۰٫۵۷۶	۰٫۴۵۷	۰٫۲۳۶	۰٫۶۷۹
Al₂O₃	۶٫۲۷	۶٫۰۴	۵٫۲۰	۶٫۲۸	۵٫۸۷	۷٫۴۲	۶٫۱۳	۵٫۳۹	۵٫۴۶	۶٫۸۶	۶٫۳۶
FeO	۱۱٫۹۱	۱۱٫۹۹	۱۱٫۷۸	۱۲٫۳۱	۱۲٫۲۸	۱۱٫۹۳	۱۳٫۲۵	۱۲٫۳۴	۱۲٫۵۲	۱۱٫۰۲	۱۱٫۲۵
MgO	۱۷٫۰۱	۱۷٫۰۱	۱۶٫۹۵	۱۵٫۹۴	۱۵٫۳۶	۱۶٫۶۸	۱۷٫۲۴	۱۶٫۹۹	۱۷٫۱۵	۱۷٫۲۱	۱۶٫۵۴
CaO	۱۲٫۸۳	۱۲٫۹۳	۱۳٫۰۸	۱۲٫۶۲	۱۳٫۱۹	۱۱٫۵۹	۱۲٫۹۲	۱۲٫۷۸	۱۲٫۸۸	۱۲٫۶۸	۱۲٫۱۳
Na2O	۱٫۰۳	۰٫۹۴	۰٫۵۴	۰٫۷۹	۰٫۴۷	۱٫۰۱	۱٫۰۵	۰٫۹۳	۰٫۹۵	۰٫۸۶	۰٫۹۷
K2O	۰٫۴۶	۰٫۷۳	۰٫۷۸	۰٫۲۳	۰٫۳۸	۰٫۵۱	۰٫۵۹	۰٫۶۴	۰٫۸۵	۰٫۲۰	۰٫۲۹
Si	۷٫۲۸۴	۷٫۳۱۸	۷٫۴۱۶	۷٫۳۹۴	۷٫۴۴۷	۷٫۲۹۴	۷٫۱۴۶	۷٫۳۶۷	۷٫۳۱۳	۷٫۲۷۷	۷٫۴۵۳
Ti	۰٫۲۸	۰٫۳۳	۰٫۲۱	۰٫۱۸	۰٫۳۶	۰٫۵۲	۰٫۸۶	۰٫۴۳	۰٫۳۹	۰٫۲۱	۰٫۵۷
AlIV	۰٫۰۹۲	۰٫۱۰۱	۰٫۱۱۲	۱٫۴۰۷	۰٫۶۸۴	۰٫۹۳۲	۰٫۹۸۷	۰٫۸۱۷	۰٫۸۸۰	۰٫۹۰۱	۰٫۷۱۰
AlVI	۰٫۹۱۴	۰٫۸۶۷	۰٫۷۲۹	۰٫۳۳۳	۰٫۳۱۱	۰٫۲۴۸	۰٫۰۱۰	۰٫۰۵۲	۰٫۰۰۱	۰٫۱۹۷	۰٫۳۰۶
Fe+3	۰٫۵۶۶	۰٫۴۷۳	۰٫۳۷۷	۰٫۴۲۲	۰٫۰۶۷	۰٫۸۷۲	۰٫۸۷۴	۰٫۵۲۶	۰٫۵۸۲	۰٫۶۴۶	۰٫۴۳۲
Fe+2	۰٫۷۹۸	۰٫۸۹۵	۰٫۹۸۰	۰٫۹۹۵	۱٫۳۶۲	۰٫۴۷۳	۰٫۶۴۰	۰٫۸۸۷	۰٫۸۵۴	۰٫۶۱۱	۰٫۸۴۵
Mg	۳٫۵۵۵	۳٫۵۳۹	۳٫۵۳۸	۳٫۳۲۶	۳٫۲۱۸	۳٫۴۶۴	۳٫۶۴۱	۳٫۵۵۶	۳٫۵۹۸	۳٫۵۷۷	۳٫۴۲۲
Ca	۱٫۹۲۷	۱٫۹۳۴	۱٫۹۶۳	۱٫۹۹۲	۱٫۹۸۵	۱٫۹۳۰	۱٫۹۶۱	۱٫۹۲۳	۱٫۹۴۲	۱٫۹۹۴	۱٫۹۰۴
Na	۰٫۱۲۵	۰٫۱۱۵	۰٫۰۷۶	۰٫۱۶۲	۰٫۰۴۰	۰٫۲۶۴	۰٫۱۰۷	۰٫۱۲۶	۰٫۱۱۱	۰٫۱۵۲	۰٫۲۳۶
K	۰٫۰۸۰	۰٫۱۲۷	۰٫۱۳۷	۰٫۲۰۳	۰٫۰۶۷	۰٫۰۸۸	۰٫۱۰۳	۰٫۱۱۲	۰٫۱۴۸	۰٫۰۳۵	۰٫۰۵۰
نماد											
نمونه	H24-12	H24-13	H24-14	H24-15	H24-16	H27-1	H27-2	H27-3	H27-4	H27-5	H27-6
نمونه	H24-12	H24-13	H24-14	H24-15	H24-16	H27-1	H27-2	H27-3	H27-4	H27-5	H27-6
SiO₂	۵۲٫۲۵	۵۲٫۴۴	۵۲٫۶۱	۵۴٫۱۴	۵۳٫۸۷	۵۱٫۸۹	۵۱٫۵۲	۵۱٫۶۴	۵۲٫۶۸	۵۲٫۳۹	۵۲٫۴۵
TiO₂	۰٫۴۵۷	۰٫۳۹۶	۰٫۷۲۵	۰٫۴۷۸	۰٫۵۲۵	۰٫۸۴۲	۰٫۶۲۵	۰٫۷۳۳	۰٫۴۲۳	۰٫۵۲۷	۰٫۴۳۶
Al₂O₃	۶٫۸۹	۴٫۷۳	۷٫۳۲	۵٫۲۴	۵٫۵۹	۵٫۷۸	۶٫۱۱	۶٫۰۷	۵٫۲۸	۶٫۸۴	۷٫۰۱
FeO	۱۲٫۸۲	۱۲٫۸۲	۱۲٫۰۵	۱۱٫۴۶	۱۲٫۱۳	۱۲٫۹۳	۱۲٫۴۴	۱۳٫۲۹	۱۱٫۷۴	۱۳٫۴۴	۱۲٫۳۲
MgO	۱۶٫۵۷	۱۷٫۵۸	۱۶٫۲۲	۱۷٫۸۸	۱۶٫۴۹	۱۶٫۵۱	۱۷٫۳۱	۱۶٫۱۴	۱۷٫۰۲	۱۶٫۰۵	۱۵٫۷۴
CaO	۱۱٫۴۴	۱۲٫۴۰	۱۱٫۷۷	۱۱٫۲۶	۱۱٫۹۰	۱۲٫۸۶	۱۲٫۵۹	۱۲٫۸۵	۱۳٫۲۶	۱۱٫۲۵	۱۲٫۴۶
Na2O	۰٫۰۱	۰٫۸۸	۰٫۷۲	۰٫۸۰	۱٫۱۰	۰٫۹۵	۰٫۹۱	۰٫۹۷	۱٫۰۳	۰٫۹۶	۰٫۸۱
K2O	۰٫۴۵	۰٫۸۷	۰٫۶۰	۰٫۷۲	۰٫۴۷	۰٫۸۰	۱	۰٫۴۸	۰٫۵۶	۰٫۶۹	۰٫۴۰
Si	۷٫۳۱۲	۷٫۳۷۹	۷٫۳۳۲	۷٫۵۰۸	۷٫۵۰۵	۷٫۳۱۳	۷٫۲۴۶	۷٫۲۸۹	۷٫۳۸۴	۷٫۳۴۳	۷٫۳۳۷
Ti	۰٫۵۲	۰٫۴۵	۰٫۷۰	۰٫۵۵	۰٫۶۲	۰٫۸۴	۰٫۶۹	۰٫۷۲	۰٫۴۸	۰٫۶۳	۰٫۵۰
AlIV	۰٫۹۴۶	۰٫۷۵۸	۰٫۸۸۱	۰٫۷۵۷	۰٫۶۸۷	۰٫۸۷۰	۰٫۹۷۹	۰٫۸۹۸	۰٫۷۶۶	۰٫۹۲۳	۰٫۸۱۰
AlVI	۰٫۱۴۹	۰٫۰۲۰	۰٫۲۸۵	۰٫۰۶۹	۰٫۲۰۷	۰٫۰۶۵	۰٫۰۷۵	۰٫۰۸۶	۰٫۰۸۷	۰٫۱۶۵	۰٫۳۲۲
Fe+3	۱٫۰۹۷	۱٫۰۶۱	۰٫۶۹۴	۰٫۹۸۳	۰٫۵۰۳	۰٫۴۸۱	۰٫۷۵۹	۰٫۵۳۰	۰٫۲۶۲	۰٫۹۷۹	۰٫۴۴۷
Fe+2	۰٫۳۵۳	۰٫۴۰۲	۰٫۶۷۰	۰٫۳۰۳	۰٫۸۷۷	۱٫۰۰۲	۰٫۶۵۹	۰٫۹۹۹	۱٫۰۹۰	۰٫۵۴۲	۰٫۹۶۶
Mg	۳٫۴۵۷	۳٫۶۸۸	۳٫۳۷۰	۳٫۶۹۷	۳٫۴۲۵	۳٫۴۶۹	۳٫۶۲۹	۳٫۳۹۶	۳٫۵۵۶	۳٫۳۵۴	۳٫۲۸۳
Ca	۱٫۹۱۵	۱٫۹۶۹	۱٫۹۵۷	۱٫۹۷۳	۱٫۹۷۷	۱٫۹۴۲	۱٫۹۹۷	۱٫۹۴۳	۱٫۹۹۱	۱٫۹۹	۱٫۹۶۸
Na	۰٫۱۸۸	۰٫۱۹۳	۰٫۲۳۱	۰٫۲۰۸	۰٫۲۶۹	۰٫۱۰۷	۰٫۱۶۵	۰٫۱۰۶	۰٫۰۴۹	۰٫۲۵۱	۰٫۱۷۰
K	۰٫۰۷۷	۰٫۱۵۱	۰٫۱۰۴	۰٫۱۲۳	۰٫۰۸۱	۰٫۱۴۰	۰٫۱۷۴	۰٫۰۸۴	۰٫۰۹۸	۰٫۱۱۹	۰٫۰۷۰
نماد											
نمونه	H27-7	H27-8	H27-9	H27-10	H27-11	H27-12	H27-13	H27-14	H27-15	H27-16	H27-17
SiO₂	۵۱٫۴۰	۵۳٫۴۸	۵۲٫۴۲	۵۱٫۴۰	۵۲٫۴۲	۵۲٫۶۶	۵۳٫۰۴	۵۳٫۴۶	۵۲٫۹۷	۵۱٫۴۴	۵۳٫۵۶
TiO₂	۰٫۷۴۲	۰٫۹۲۵	۰٫۶۷۸	۰٫۵۳۵	۰٫۴۲۳	۰٫۸۹۵	۰٫۳۷۸	۰٫۴۵۶	۰٫۷۹۳	۰٫۵۸۶	۰٫۸۴۳
Al₂O₃	۵٫۲۴	۴٫۹۷	۶٫۲۹	۵٫۹۲	۶٫۴۱	۶٫۳۴	۶٫۳۹	۳٫۹۷	۵٫۲۹	۶٫۸۹	۶٫۴۴
FeO	۱۲٫۴۷	۱۲٫۱۰	۱۲٫۸۹	۱۳٫۰۲	۱۲٫۹۸	۱۳٫۱۴	۱۲٫۶۵	۱۳٫۶۶	۱۲٫۵۷	۱۲٫۹۷	۱۱٫۵۴
MgO	۱۷٫۹۶	۱۶٫۳۹	۱۶٫۴۱	۱۶٫۴۶	۱۳٫۹۷	۱۶٫۹۶	۱۶٫۵۷	۱۵٫۳۴	۱۶٫۱۶	۱۷٫۳۲	۱۶٫۵۷
CaO	۱۲٫۹۰	۱۳٫۰۳	۱۱٫۹۶	۱۲٫۶۸	۱۳٫۲۶	۱۱٫۹۳	۱۲٫۴۲	۱۲٫۹۶	۱۳٫۱۴	۱۲٫۲۷	۱۳٫۴۳
Na2O	۰٫۷۴	۰٫۷۷	۰٫۹۲	۰٫۹۵	۰٫۹۶	۰٫۹۳	۰٫۹۵	۰٫۸۷	۰٫۹۴	۰٫۷۳	۰٫۷۴
K2O	۰٫۷۶	۰٫۵۱	۰٫۴۲	۰٫۷۶	۰٫۷۱	۰٫۵۰	۰٫۸۲	۰٫۷۷	۰٫۴۹	۰٫۵۶	۰٫۶۹
Si	۷٫۲۴۹	۷٫۴۸۸	۷٫۳۵۱	۷٫۲۴۶	۷٫۳۶۴	۷٫۳۹۲	۷٫۳۴۴	۷٫۳۷۶	۷٫۲۹۳	۷٫۴۵۱	۷٫۳۶۲
Ti	۰٫۶۶	۰٫۸۵	۰٫۵۳	۰٫۴۲	۰٫۴۲	۰٫۸۳	۰٫۳۹	۰٫۴۰	۰٫۶۷	۰٫۴۴	۰٫۷۹
AlIV	۰٫۸۴۱	۰٫۶۴۹	۰٫۸۷۳	۰٫۹۶۷	۰٫۷۴۵	۰٫۸۲۰	۰٫۸۲۱	۰٫۷۵۲	۰٫۶۲۵	۰٫۷۹۳	۰٫۸۶۳
AlVI	۰٫۰۴۲	۰٫۱۵۵	۰٫۱۳۴	۰٫۰۶۶	۰٫۲۹۶	۰٫۰۲۹	۰٫۲۷۷	۰٫۱۸۸	۰٫۲۵۶	۰٫۱۹۸	۰٫۱۲۳
Fe+3	۰٫۸۹۱	۰٫۱۷۱	۰٫۷۹۴	۰٫۶۴۲	۰٫۰۰	۰٫۶۵۷	۰٫۵۶۲	۰٫۷۵۲	۰٫۲۱۳	۰٫۴۵۹	۰٫۷۴۵
Fe+2	۰٫۵۳۱	۱٫۲۲۰	۰٫۶۷۲	۰٫۸۵۲	۱٫۴۵۹	۰٫۷۸۴	۰٫۷۴۸	۰٫۴۶۱	۰٫۹۶۰	۰٫۵۷۰	۰٫۷۲۵
Mg	۳٫۷۷۶	۳٫۴۲۱	۳٫۴۵۹	۳٫۲۱۳	۳٫۵۴۹	۳٫۴۳۵	۳٫۶۴۲	۳٫۱۵۵	۳٫۳۶۴	۳٫۲۵۶	۳٫۱۳۴
Ca	۱٫۹۴۹	۰٫۹۵۵	۱٫۹۹۷	۱٫۹۱۵	۱٫۹۹۶	۱٫۹۶۸	۱٫۹۷۷	۱٫۹۴۵	۱٫۹۶۳	۱٫۹۷۷	۱٫۹۸۵
Na	۰٫۱۱۵	۰٫۰۸۱	۰٫۲۴۳	۰٫۱۴۱	۰٫۰۳۴	۰٫۱۸۶	۰٫۲۵۲	۰٫۱۹۸	۰٫۲۳۱	۰٫۱۵۶	۰٫۲۳۰
K	۰٫۱۳۲	۰٫۰۸۹	۰٫۰۷۳	۰٫۱۳۳	۰٫۱۲۵	۰٫۰۸۷	۰٫۱۴۲	۰٫۰۹۳	۰٫۱۰۲	۰٫۰۹۲	۰٫۱۲۰
symbol											

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.145]



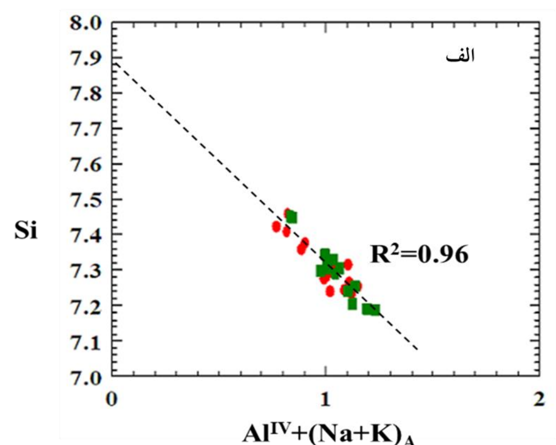
شکل ۲ شیمی کانی‌های آمفیبول در نمودارهای الف و ب) مراجع [۴۳، ۴۴]، پ: نمودار سه‌تایی مرجع [۳۷]، ت) نمودار آلومینیوم کل نسبت به آلومینیوم چارظرفیتی برای تشخیص ترکیب آمفیبول‌ها [۲۱] و ث) نمودار تفکیک آمفیبول‌های آذرین از دگرگونی [۴۳، ۴۵].

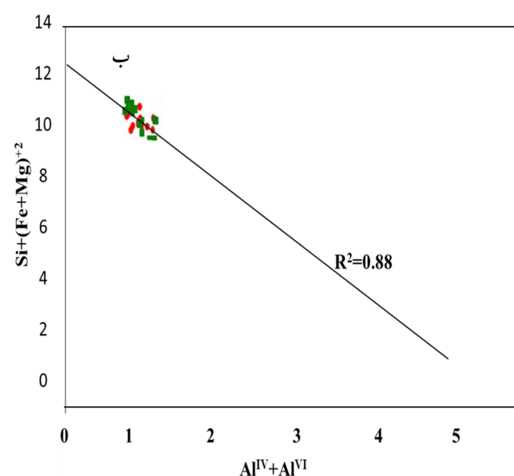
تغییرات (جانشینی) عناصر اصلی آمفیبول‌ها نسبت به هم

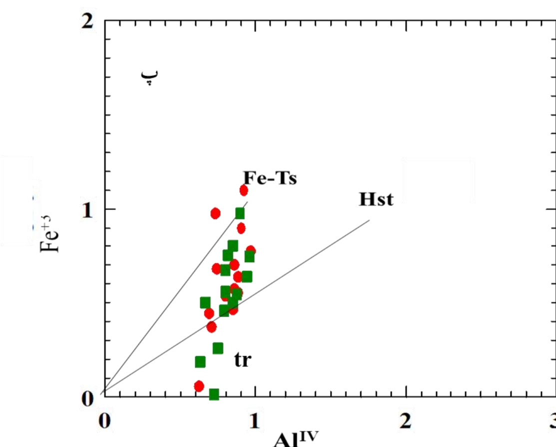
فرآیندهای جانشینی عناصر با هم طی تکامل آمفیبول‌ها بسیار رایج هستند. بررسی این تغییرات در درک بهتر فرآیندهای تکاملی این کانی کمک می‌کند. اجمار و همکاران [۴۷] سازوکارهای اصلی جانشینی و ارتباط آن‌ها با تغییر دما، فشار و گریزندگی اکسیژن را مشخص کردند. در بلورهای بررسی‌شده منطقه، با افزایش مقدار آلومینیوم چارظرفیتی و مقدار سدیم و پتاسیم در جایگاه A ($(Al^{IV}+(Na+K)_A)$)، مقدار سیلسیم هشت‌وجهی (Si) کاهش می‌یابد (شکل ۳ الف)، به باور برخی پژوهشگران [۲۰، ۴۷] این جانشینی وابسته به دماست. آنها نشان دادند که افزایش دما باعث افزایش مقدار آلومینیوم در آمفیبول می‌شود و سرانجام جانشینی ادنیتیک ($(Si+[]_A = Al^{IV}+(Na+K)_A)$) را مؤثرتر می‌کند. در این آمفیبول‌ها، کاهش مقدار سیلیسم، آهن و منیزیم ($(Si+(Fe+Mg)^{+2})$) با افزایش مقدار آلومینیوم چاروجهی و هشت‌وجهی ($(Al^{IV}+Al^{VI})$) همراه است (شکل ۳ ب). این رفتار معمول جانشینی چرماکیتی است ($(Si+R^2=Al^{IV}+Al^{VI})$). به گزارش ایجمار [۴۷]، جانشینی چرماکیتی به فشار حساس‌تر

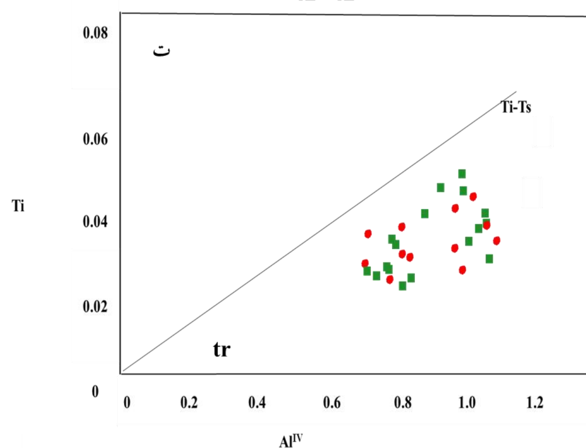
[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.145]

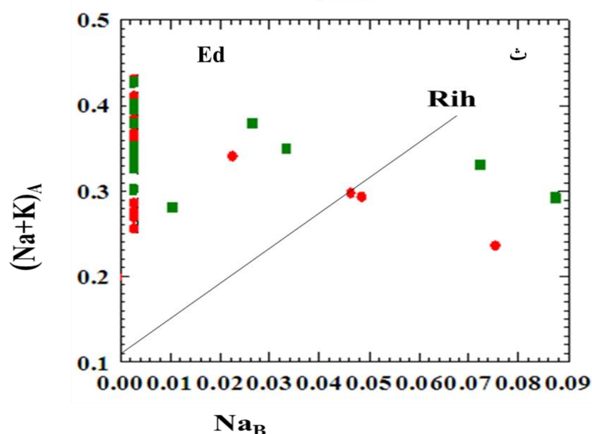
است، از این رو، افزایش آلومینیوم چاروجهی و هشت‌وجهی و کاهش مقدار سیلیس با افزایش مقدار فشار همراه است. دیده روابط مثبت بین Al^{IV} با Fe^{+3} و Ti (شکل ۳ پ و ت) نشان می‌دهد که جانشینی‌های چرماکیتی تیتان و آهن همزمان رخ داده‌اند [۴۷]. نبود ارتباط مثبت بین Na_B و $(Na+K)_A$ (شکل ۳ ث) و همچنین نبود ارتباط مثبت بین Na_B و Fe^{+3} (شکل ۳ ج) مشخص کرده است که جانشینی گلوکوفان، ریبکیت و ریشتریت در این آمفیبول‌ها رخ نداده است [۴۷].

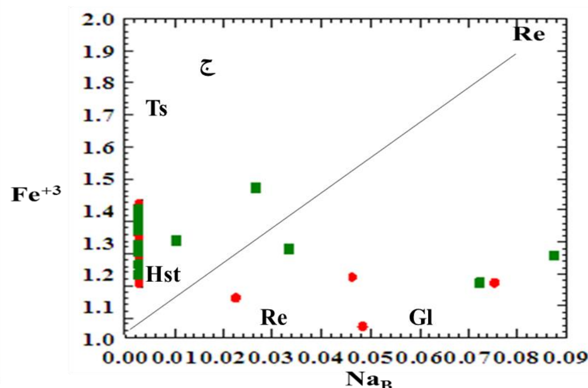










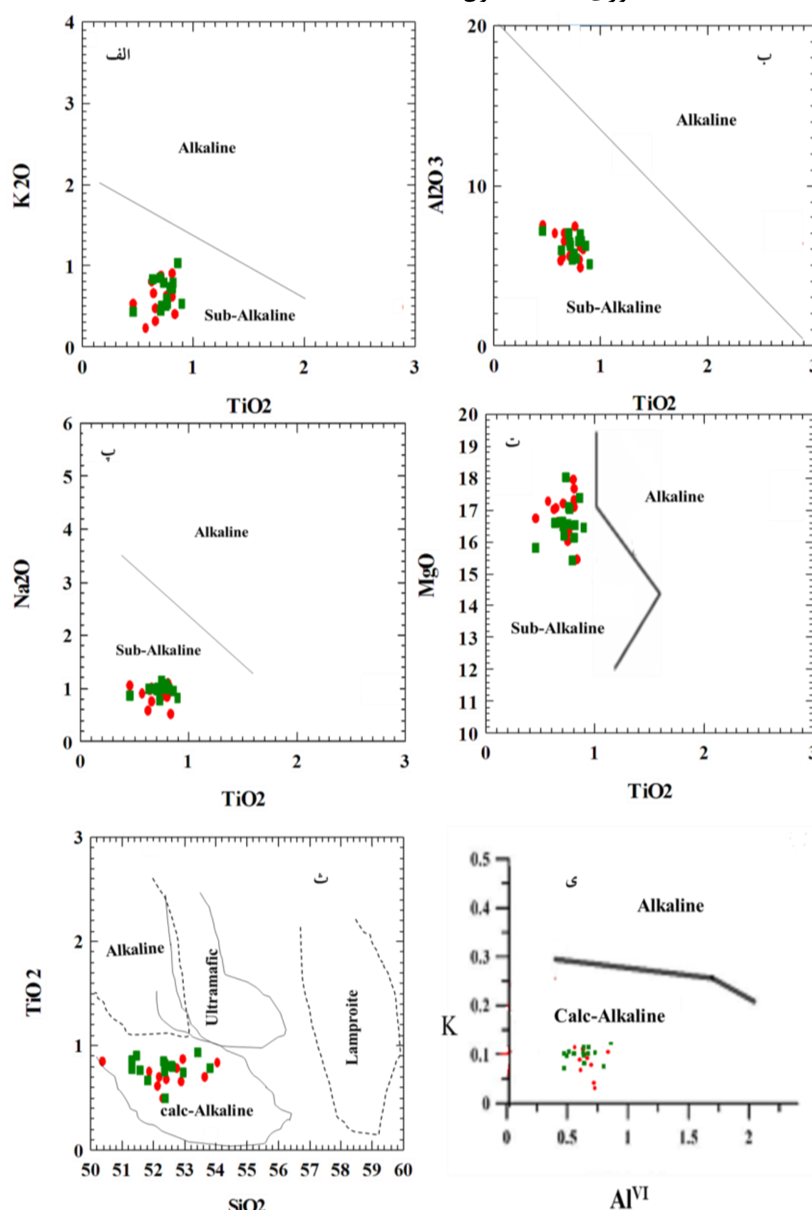


شکل ۳ جانشینی در بلورهای آمفیبول [۴۷]؛ الف) جانشینی ادنیتی $Al^{IV}+(Na + K)_A$ نسبت به Si، ب) جانشینی چرماکیتی $AlIV + Al^{VI}$ نسبت به $Si+(Fe, Mg)^{+2}$، پ) Fe^{+3} نسبت به Al^{IV}، ت) Ti نسبت به Al^{IV}، ث) $(Na+K)_A$ نسبت به Na_B و ج) Fe^{+3} نسبت به Na_B؛ Hst: هاستینگسیت؛ Gl: گلوکوفان؛ Prg: پارگازیت؛ Ed: جانشینی ادنیتی؛ Re: ریبکیت؛ Rih: ریشتریت؛ Ts: چرماکیت؛ Tr: ترمولیت و R^2 ضریب ارتباط خطی.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.145]

تعیین سری ماگمایی بر پایه شیمی آمفیبول

شیمی کانی‌های مختلف از جمله آمفیبول برای تعیین سری ماگمایی به‌کار می‌رود. به باور بسیاری از پژوهشگران، حضور آمفیبول‌های کلسیمی در سنگ‌های گرانیتوئیدی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از گرانیتوئیدهای نوع I هستند [۲۳، ۴۸]، زیرا مقدار بالای CaO در گرانیت‌های نوع I منجر به تبلور هورنبلند می‌شود. آمفیبول‌ها در سری‌های نیمه قلیایی مقدار TiO_2 پایین‌تری نسبت به سری قلیایی دارند. کامنس و دال [۴۹] پیشنهاد کرده‌اند که مشارکت Mg، K و Ti در ساختار آمفیبول وابسته به ماهیت ماگما است، به طوری که آمفیبول های سامانه نیمه‌قلیایی مقدار Na2O، K_2O و Al_2O_3 کمتری نسبت به سری‌های قلیایی دارند. در این پژوهش از شیمی آمفیبول‌های تجزیه شده برای تشخیص ماهیت ماگمای سازنده سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه استفاده شد. چنان که در نمودارهای دوتایی MgO،Al_2O_3، Na_2O و K_2O نسبت به (TiO_2) [۴۹] دیده می شود، همه نمونه‌ها با مقدار TiO_2 کمتر از ۲ درصد وزنی، در گستره نیمه‌قلیایی قرار دارند که با تبلور از ماگمای آهکی قلیایی نوع I در محیط فرورانش وابسته به کرانه فعال قاره‌ای همخوانی دارد (شکل‌های ۴ الف تا ت).



شکل ۴ الف تا ت) نمودارهای دوتایی MgO،Al_2O_3،Na_2O و K_2O نسبت به TiO_2 برای تعیین سری ماگمایی [۴۹] ث) نمودار تفکیک سری‌های ماگمایی بر پایه مقدار SiO_2 و TiO_2 در آمفیبول‌ها [۵۰] ج) نمودار مرجع [۲] برای تعیین سری ماگمایی آمفیبول‌ها.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.145]

همچنین نموداری بر اساس مقدار SiO_2 و TiO_2 در آمفیبول‌ها برای تفکیک آمفیبول‌های مربوط به سنگ‌های آهکی‌قلیایی، قلیایی، فرامافیک و لامپروئیت طراحی شده است [۵۰]. آمفیبول‌های مورد بررسی در این نمودار، در گستره آهکی‌قلیایی جایابی می‌شوند (شکل ۴ ث). با نمودار مقدار Al^{VI} نسبت به K موجود در آمفیبول‌ها، [۲] نیز ماگمای قلیایی یا آهکی قلیایی سازنده آنها تشخیص داده می‌شود که بر این اساس نیز، ماگمای تشکیل دهنده این آمفیبول‌ها وابسته به سری آهکی قلیایی است (شکل ۴ ج).

تعیین خاستگاه ماگما بر پایه شیمی آمفیبول

شیمی آمفیبول می‌تواند برای تعیین خاستگاه ماگما نیز استفاده شود. عدد منیزیم (Mg #) در هورنبلند عامل مهمی برای شناسایی خاستگاه ماگماست، به طوری که مقدار بالا (بیش از ۰/۷) و پایین (کمتر از ۰/۵) آن به ترتیب مربوط به خاستگاه‌های گوشته‌ای و پوسته‌ای هستند و مقادیر بین ۰/۵ و ۰/۷ به آمیختگی منابع پوسته‌ای و گوشته‌ای نسبت داده شده است [۵۱، ۵۲]. آمفیبول‌های مورد بررسی مقدار Mg # بین ۰/۵ تا ۰/۷دارند که نشان می‌دهد که آمیختگی مذاب‌های پوسته‌ای و گوشته‌ای در تشکیل گرانیتوئیدهای هراران مهم بوده که این امر در نمودار TiO_2 نسبت به Al_2O_3 [۵۱] نیز نمایان است (شکل ۵ الف). زی و ژانگ [۵۳] آمفیبول‌های برآمده از ماگماهای فرورانش و درون‌صفحه ای را بررسی کردند که نتایج بدست آمده تشخیص آن‌ها براساس عناصر اصلی به‌ویژه سدیم و سیلیس را ممکن ساختند. آنها پیشنهاد کردند که به‌طور کلی آمفیبول‌های فرورانش (S-Amph) نسبت به آمفیبول‌های درون صفحه‌ای (I-Amph) مقدار Na_2O و TiO_2 کمتری نشان می‌دهند [۵۳]. آمفیبول‌های گرانیتوئید هراران نیز با مقدار Na_2O کمتر از ۲ درصد وزنی براساس نمودار Na_2O نسبت به SiO_2 [۵۳] در گستره آمفیبول‌های نوعS واقع هستند (شکل ۵ ب) که نشان می‌دهد که این آمفیبول‌ها در محیط فرورانش تشکیل شده‌اند.

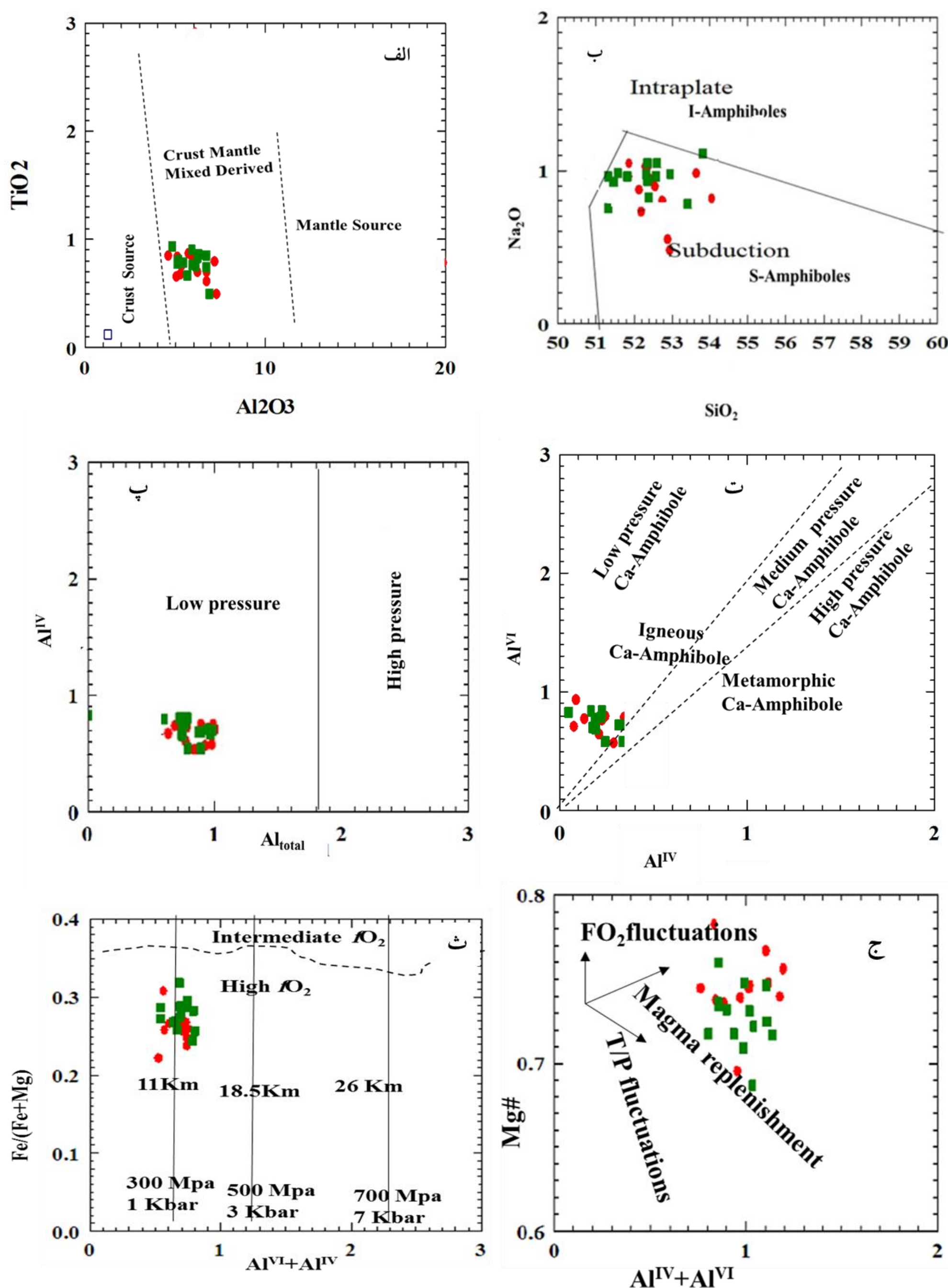
فشار سنجی توده مورد بررسی بر پایه شیمی آمفیبول

آمفیبول بهترین کانی برای دما و فشارسنجی سنگ‌های نفوذی آهکی قلیایی با ترکیب بازی، حدواسط و اسیدی است، زیرا در همه توده‌های نفوذی با این سه نوع ترکیب متبلور می‌شود و در شرایط مختلفی از فشار (۱ تا ۲۳ کیلوبار) و دما (۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد) پایدار است [۵۴]. به دلیل جانشینی‌های انجام شده در آمفیبول‌ها می‌توان بر پایه مقادیر Al و Ti موجود در آن‌ها، شرایط تبلور سنگ‌ها را ارزیابی کرد. بر این اساس، پژوهشگران بسیاری برای محاسبه‌های دمافشارسنجی با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها، روابطی را ارائه کرده‌اند که بر پایه معادله‌های ترمودینامیکی استوارند [۲، ۱۵، ۱۶، ۲۲].

برای ارزیابی فشار براساس ترکیب آمفیبول روش‌های متعدی ارائه شده اند [۱۵، ۱۷، ۱۸، ۲۳] که در آن‌ها، فشار با درنظر گرفتن مقدار آلومینیوم کل آمفیبول‌ها محاسبه می‌شود. روش مرجع [۱۵] که نخستین روشی است که نشان داد که مقدار آلومینیوم کل آمفیبول‌های ماگمایی با فشار رابطه خطی $P=(\pm3kbar)=-3.92+5.03\ Al_{total}$ را دارد. مفیدترین روش فشارسنجی آمفیبول برای سنگ‌های گرانیتوئیدی است. بر این اساس فشار آمفیبول‌های هراران ۰/۹ تا ۲/۲ کیلوبار به دست آمد. این روش برای فشارهای کمتر از دو کیلوبار اصولاً مناسب نیست و میزان خطایی حدود $\pm3Kbar$ دارد. بنابراین با استفاده از روش [۱۶] که دارای میزان خطای خیلی کمتری است و با استفاده از فرمول $P\pm(0.6)\ =4.76Al_{total}\ -3.01$ بر مبنای محتوای آلومینیوم کل، فشار را محاسبه کرده فشار تشکیل آمفیبول‌های منطقه را به دست آوردیم که بر این اساس، فشار تشکیل آمفیبول‌های مورد بررسی از ۱ تا ۲/۳ کیلوبار به دست آمد. این روش برای فشارهای کمتر از ۲ کیلوبار نیز مناسب است. فشارهای به‌دست‌آمده نشان‌دهنده عمق کمتر از ۷ کیلو-متر است. همچنین با بررسی دقیق‌تر تغییرات مقدار آلومینیوم چاروجهی نسبت به آلومینیوم کل و آلومینیوم هشت‌وجهی با نمودارهای مرجع [۵۵] نیز، این آمفیبول‌های کلسیمی در فشار پایین متبلور شده‌اند (شکل‌های ۵ پ و ت). افزون بر این با توجه به نمودار $Fe/(Fe+Mg)$ نسبت به $Al^{VI}+Al^{IV}$ [۱۶] (شکل ۵ ث)، فشار توده موردبررسی ۲۸۰ تا ۳۲۰ مگاپاسکال (معادل ۰/۹ تا ۲ کیلوبار) و در گستره فشارهای پایین است. از این نمودار برای تشخیص مقدار گریزندگی اکسیژن نیز استفاده می‌شود که بر این اساس، گریزندگی اکسیژن ماگمای تشکیل-

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.145]

دهنده سنگ‌های منطقه بالاست. افزون بر این، عمق تشکیل آمفیبول‌ها نیز با استفاده از این نمودار مشخص شد. آمفیبول‌های منطقه در عمق ۴ تا ۶٫۵ کیلومتری متبلور شده‌اند. بالاترین فشار به‌دست آمده از این نمودار شروع تبلور و کاهش فشار شرایط تعادل دوباره آمفیبول‌ها را نشان می‌دهند.



شکل ۵ الف: نمودار TiO_2 نسبت به Al_2O_3 برای تشخیص خاستگاه آمفیبول [۵۱]، ب) نمودار SiO_2 نسبت به Na2O برای تشخیص آمفیبول‌های مربوط به محیط فرورانش از درون صفحه‌ای [۵۳]، پ و ت) نمودارهای تغییرات مقدار آلومینیوم چار وجهی نسبت به آلومینیوم کل و آلومینیوم هشت‌وجهی [۵۵] برای تعیین گستره فشار آمفیبول‌ها ث) نمودار Fe/(Fe+Mg) نسبت به $Al^{VI}+Al^{IV}$ [۱۶] و ج: نمودار آلومینیوم کل نسبت به عدد منیزیمی آمفیبول‌ها که [۵۶] نشان می‌دهد که پرشدگی دوباره (تغذیه) ماگمای مافیک در زمان تبلور همراه با نوسان دما/فشار، بیانگر صعود ماگماهاست.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.145]

دماسنجی توده مورد بررسی برپایه شیمی آمفیبول

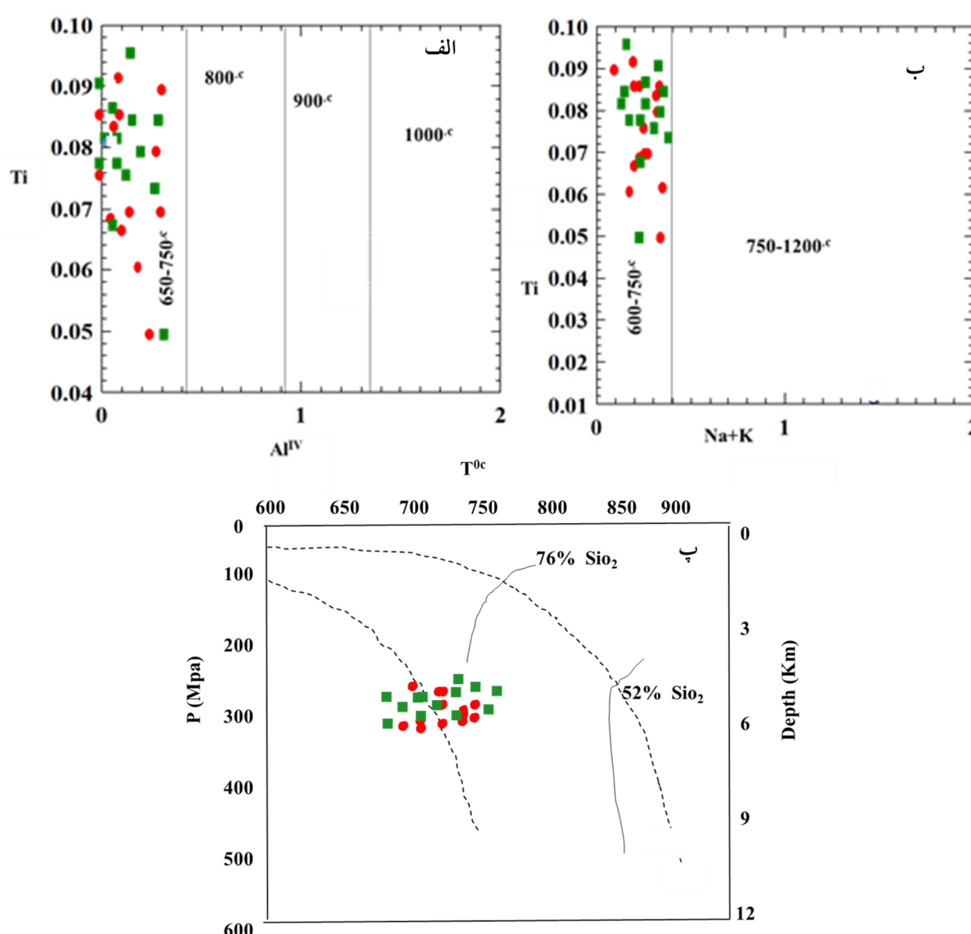
برای تعیین دمای تبلور آمفیبول‌ها از رابطه $T=479.8(Na+K)_{[A]}+643.5$ [۵۷] استفاده شد که خطایی حدود ^oC ۳۵-۴۵± دارد. بر این اساس، دمای ۷۰۴ تا ۷۹۰ درجه به‌دست آمد. بررسی‌های لیزوبوا و همکاران [۵۷] نشان داد که ۹۵٪ دماهای محاسبه‌شده با این دماسنج دقت قابل قبولی دارند. همچنین با رابطه تغیرات فشار و دما به صورت $T=25.3\times P+645.9$ [۵۸] که دارای خطای حدود ^oC ۶۰± است، ۶۹۰ تا ^oC ۷۹۰ به دست آمد. جدیدترین روش برای محاسبه دمای تشکیل آمفیبول‌ها رابطه زیر است [۱۰]:

$$T(^\circ C)=1781-132.74\times Si_{Amph}+116.6\times Ti_{Amph}-69.41\times FetAmph+101.62\times Na_{Amph}$$

دمای تشکیل آمفیبول‌ها بر این اساس ۷۵۰ تا ^oC ۷۹۸ به دست آمد.

مقدار Ti در کانی‌های سیلیکاتی به‌ویژه آمفیبول‌ها، میکاها و پیروکسن‌ها تابع دماست [۱۸]. بر پایه نمودار دماسنجی Al^{IV} نسبت به Ti آمفیبول‌ها [۲۲]، آمفیبول‌های منطقه مورد بررسی دمای ۶۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد با خطای حدود ^oC ۷۵± دارند که کم‌ترین گستره دمایی بوده و دمای توقف تبادل و تعادل نهایی یا دمای بسته شدن توده است (شکل ۶ الف). دماهای بالاتر می‌تواند دمای تبلور باشد. روش دیگر برای محاسبه دما و فشار، استفاده از نمودار Ti نسبت به (Na+K) [۵۹] است که بر این اساس نیز، دمای تشکیل آمفیبول‌ها در گستره ۶۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی به دست آمد (شکل ۶ ب).

جایابی نتایج دمافشارسنجی آمفیبول‌های مورد بررسی در نمودارهای فشار-دما-عمق (P-T-h) [۵۸] نشان‌دهنده شرایط تبلور تعادلی آمفیبول در فرآورده‌های مختلف است. با توجه به دماها و فشارهای به‌دست آمده، عمق تشکیل این آمفیبول‌ها ۵ تا ۷ کیلومتر است [۶۰] (شکل ۶ پ) که مربوط به پوسته بالایی است.



شکل ۶ الف: نمودار مقدار Ti نسبت به Al^{IV} [۲۲] برای تعیین دمای تشکیل آمفیبول‌ها، ب) نمودار Ti نسبت به Na+K [۵۹]، پ: جایابی نمونه‌های مورد بررسی منطقه در نمودار عمق، فشار و دما [۵۸].

گریزندگی اکسیژن

گریزندگی اکسیژن ماگما به ماهیت مواد اولیه آن بستگی دارد که خود تابعی از جایگاه زمین‌ساختی است [۲۶، ۶۱]. ماگما-های با درجه اکسایش بالاتر اغلب با مرز-های صفحه‌های همگرا همراه هستند. گریزندگی اکسیژن یک ویژگی ترمودینامیکی اساسی بوده که بر پتانسیل احیا (پتانسیل کاهش یا افزایش اکسایش) در سامانه‌های محلول‌جامد روی زمین حاکم است [۶۲]. آمفیبول‌ها کانی‌های مهمی برای شناسایی شرایط گریزندگی اکسیژن در ماگما هستند [۵۸]. برای محاسبه گریزندگی اکسیژن رابطه Log*f*O2=-30930/T+14.98+ (0.142×9P - 1)/T پیشنهاد شده است [۲۵] که بر این اساس، گریزندگی اکسیژن ۲۱- تا ۲۵- به دست آمد. برای محاسبه گریزندگی اکسیژن بر پایه ترکیب آمفیبول‌ها رابطه زیر نیز ارائه شده است [۲]:

log*f*O2=25018.7/T+273.15)+12.981+0.046*(P*10-1)/(T+273.15)+-0.5117*LN(T+ 273. 15)+ΔNNO)

بر این اساس، ΔNNO از ۱/۹ تا ۳/۹، دمای تشکیل ۶۷۰ تا ۷۴۰°C و مقدار گریزندگی اکسیژن ۲۰/۵- تا ۲۵/۵- بدست آمد. علامت منفی گریزندگی نشان‌دهنده شرایط اکسیدی است. بیان شده است که بلورهای آمفیبول با عدد آهن بین ۱/۶ و ۱ در گریزندگی متوسط و کم اکسیژن تشکیل شده‌اند [۱۱]. آمفیبول‌های مورد بررسی عدد آهن کمتر از این مقدار (بین ۰/۲۱ تا ۰/۳۳) دارند و در گریزندگی اکسیژن بالا تشکیل شده-اند [۶۳].

برداشت

تجزیه نقطه‌ای آمفیبول‌های گرانودیوریت منطقه هراران نشان داد که این کانی‌های آذرین از گروه کلسیمی فشار پایین و از نوع S (وابسته به محیط فروزانش) و سری آهکی قلیایی هستند و ترکیب هورنبلند دارند. در این آمفیبول‌ها، جانشینی‌های ادنیتی و چرماکیتی انجام شده اما جانشینی‌های نوع ریبکیت، ریشتریت و گلوکوفان رخ نداده‌اند. محاسبه‌های دمافشارسنجی نشان داد که این آمفیبول‌ها در دمای ۶۵۰ تا ۷۹۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای پایین ۰/۹ تا ۲/۳ کیلوبار و گریزندگی اکسیژن بالا ایجاد شده‌اند که معادل با عمق ۵ تا ۷ کیلومتری است.

قدردانی

بر خود لازم می‌دانم که از زحمات پدر و مادر عزیزم و همراهی همسر مهربانم تشکر کنم. همچنین از اساتید گرانقدری که در نگارش این مقاله همکار اینجانب بودند نیز کمال تشکر و قدردانی را دارم.

مراجع

[1] Holland T., Blundy *'Non-ideal interactions in calcific amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. Contributions to mineralogy and petrology'*, 1994, 116, pp. 433-447

[2] Ridolfi F., Renzulli A., *'Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130° C and 2.2 GPa',* Contributions to Mineralogy and Petrology, 2012, 163, (5), pp. 877-895

[3] Smith D.J., *'Clinopyroxene precursors to amphibole sponge in arc crust'*, Nature Communications, 2014, 5, (1), pp. 1-6

[4] Ablay G., Carroll M., Palmer M., Martí J., Sparks R., *'Basanite–phonolite lineages of the Teide–Pico Viejo volcanic complex, Tenerife, Canary Islands',* Journal of Petrology, 1998, 39, (5 ،(pp. 905-936

[5] Renzulli A., Santi P., *'Two-stage fractionation history of the alkali basalt-trachyte series of Sete Cidades volcano (São Miguel Island, Azores)'*, European Journal of Mineralogy, 2000, 12, (2), pp. 469-494.

[6] Puerini M., *'Origin and evolution of the back arc magmatism of Ecuador (Northern volcanic zone, Andes): El Reventador and Sumaco active volcanoes',* Plinius, 2009, 35, pp. 164-172

[7] Faccenna C., Becker T.W., Lallemand S., Lagabrielle Y., Funiciello F., Piromallo C., *'Subduction-triggered magmatic pulses: A new class of plumes?',* Earth and Planetary Science Letters, 2010, 299, (1-2), pp. 54-68

[8] Schiano P., Clocchiatti R., Ottolini L., Busà T., *'correction: Transition of Mount Etna lavas from a mantle-plume to an island-arc magmatic source',* Nature, 2002, 416, (6881), pp. 660-660

[9] Cashman K., Blundy J., *'Petrological cannibalism: the chemical and textural consequences of incremental magma body growth',* Contributions to Mineralogy and Petrology, 2013, 166 ،3 ،pp. 703-729

[10] Putirka K., *'Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes',* American Mineralogist, 2016, 101, (4), pp. 841-858

[11] Pichavant M., Martel C., Bourdier J.L., Scaillet B., *'Physical conditions, structure, and dynamics of a zoned magma chamber: Mount Pelée (Martinique, Lesser Antilles Arc)',* Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2002, 107, (B5), pp. ECV 1-1-ECV 1-28

[12] Ridolfi F., Renzulli A., Cerredo M., Oberti R., Boiocchi M., Bellatreccia F., Della Ventura G., Menichetti M., Tassone A., *'Amphibole megacrysts of the cerro jeu-jepén pluton: 2-10 new constraints on magma source and evolution (fuegian andes, argentina'* 2010

[13] Luckett R., Baptie B., Ottemoller L., Thompson G., *'Seismic monitoring of the Soufrière Hills volcano, Montserrat',* Seismological Research Letters, 2007, 78, (2), pp. 192-200

[14] Ozerov A.Y., *'The evolution of high-alumina basalts of the Klyuchevskoy volcano, Kamchatka, Russia, based on microprobe analyses of mineral inclusions',* Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2000, 95, (1-4), pp. 65-79

[15] Hammarstrom J.M., Zen E.a., *'Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer',* American mineralogist, 1986, 71, (11-12), pp. 1297-1313

[16] Schmidt M.W., *'Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer',* Contributions to mineralogy and petrology,2, 110, 1992 pp. 304-310

[17] Hollister L.S., Grissom G., Peters E., Stowell H., Sisson V., *'Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons',* American Mineralogist, 1987, 72 ،3-4 ،pp. 231-239

[18] Johnson M.C., Rutherford M.J., *'Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks',* Geology, 1989, 17, (9), pp. 837-841

[19] Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M., *'Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes',* Contributions to Mineralogy and Petrology, 2010, 160, (1 ،(pp. 45-66

[20] Anderson J., Smith D., *'The Effectsof Temperatureand F (O2) ontheAl-in-Hornblende Barometer', American Mineralogist,* 1995, 80, (5-6), pp. 549-559

[21] Anderson J.L., *'Status of thermobarometry in granitic batholiths'*, Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 1996, 87, (1-2), pp. 125-138

[22] Ernst W., Liu J., *'Experimental phase-equilibrium study of Al-and Ti-contents of calcic amphibole in MORB—A semiquantitative thermobarometer',* American mineralogist, 1998, 83, (9-10), pp. 952-969

[23] Stein E., Dietl C., *'Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald',* Mineralogy and petrology, 2001, 72 ،(۱) ،pp. 185-207

[24] Putirka K.D., *'Thermometers and barometers for volcanic systems',* Reviews in mineralogy and geochemistry, 2008, 69, (1), pp. 61-120

[25] Wones D.R., *'Significance of the assemblage titanite+ magnetite+ quartz in granitic rocks',* American Mineralogist, 1989, 74, (7-8), pp. 744-749

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.145]

[26] Helmy H., Ahmed A., El Mahallawi M., Ali S., *'Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications',* Journal of African Earth Sciences, 2004, 38, (3), pp. 255-268

[27] Chekani Moghadam M., Tahmasbi Z., Ahmadi-khalaji A., *'Petrogenesis of adakitic and calc-alkaline granitoids in Rabor-Lalehzar region, SE of Kerman: Constraints from geochemical and Sr-Nd isotopes results',* Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 2018, 27, (108), pp. 13-26

[28] Sepidbar F., Karsli O., Palin R.M., Casetta F., *'Cenozoic temporal variation of crustal thickness in the Urumieh-Dokhtar and Alborz magmatic belts, Iran',* Lithos, 202 ،400، 106401

[29] Hosseini M.R., Hassanzadeh J., Alirezaei S., Sun W., Li C.-Y., *'Age revision of the Neotethyan arc migration into the southeast Urumieh-Dokhtar belt of Iran: Geochemistry and U–Pb zircon geochronology',* Lithos, 2017, 284, pp296-309.

[30] Hassanzadeh J., Axen G., Guest B., Stockli D.F., Ghazi A.M., *'The Alborz and NW Urumieh-Dokhtar magmatic belts, Iran: rifted parts of a single ancestral arc',* Proc. Geol. Soc. Am. Abstr. Programs2004 pp. Pages

[31] Montazami A., Amiri A., Kianian M., *'Investigation of geology, mineralogy and genesis of Hararan copper deposit',* Advanced Applied Geology, 2022, 12, (1), pp. 165-176

[32] Dimitrijevic M.D., Djokovic I., *'Geological Map of Kerman Region',* (Institute for geological and mining exploration and investigation of nuclear …, 1973.

[33] Dimitrijevic M., Dimitrijevic M., Djordjevic M., Djokovic I., *'Geological Survey of Iran, 1: 100,000 Series: Sheet 7250',* in Editor (Ed.)^(Eds.): 'Book Geological Survey of Iran ،1 : 100,000 Series: Sheet 7250' (Anar, 1971, edn.), pp .

[34] Atapour H., *'Geochemical Evolution and Metallogeny of Potassic Igneous Rocks of the Volcano-plutonic Belt of Kerman Province with Particular Reference to Special.*

[35] Elements, Shahid Bahonar of Kerman, 2007

[36] Hassanzadeh J., Axen G., Guest B., Stockli D.F., Ghazi A.M., *'The Alborz and NW Urumieh-Dokhtar magmatic belts, Iran: rifted parts of a single ancestral arc',* in Editor (Ed.)^(Eds.): 'Book The Alborz and NW Urumieh-Dokhtar magmatic belts, Iran: rifted parts of a single ancestral arc' (2004, edn.), pp. 434

[37] Asadi S., Moore F., Zarasvandi A., Khosrojerdi M., *'First report on the occurrence of CO-bearing fluid inclusions in the Meiduk porphyry copper deposit, Iran: implications for mineralisation processes in a continental collision setting',* Geologos, 2013, 19, (4), pp. 301-320

[38] Hassanzadeh J., *'Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of central Iran (Shahr e Babak area, Kerman Province)',* 1994

[39] Zhang S., Zhao Y., Song B., *'Hornblende thermobarometry of the Carboniferous granitoids from the Inner Mongolia Paleo-uplift: implications for the tectonic evolution of the northern margin of North China block",* Mineralogy and Petrology, 2006, 87, (1), pp. 123-141

[40] Mortazavi M.S.Z., Jalal Ghafari Fakher, Morteza, *'Determination of mineral chemistry, temperature-pressure measurement and depth of granitoid magma emplacement in Nouchon, Rafsanjan, Kerman region",* in Editor (Ed.)^(Eds.): 'Book Determination of mineral chemistry, temperature-pressure measurement and depth of granitoid magma emplacement in Nouchon, Rafsanjan, Kerman region"' (2011, edn.), pp .

[41] Moody J.B., Meyer D., Jenkins J.E., *'Experimental characterization of the greenschist/amphibolite boundary in mafic systems',* American Journal of Science, 1983, 283, (1), pp. 48-92

[42] Thomas W., *'The aluminium content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks: A mineralogic barometer calibrated experimentally to 12 kbars',* Fluid-mineral interactions: a tribute to HP Eugster, 1990, pp. 59-63

[43] Poole I., Ataabadi M.M., *'Conifer woods of the middle Jurassic Hojedk formation (Kerman*

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.145]

basin) Central Iran', IAWA journal, 2005, 26, (4), pp. 489-505.

[44] Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., *'Nomenclature of amphiboles; report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names'*, Mineralogical magazine, 1997, 61, (405), pp. 295-310

[45] Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D., *'Nomenclature of the amphibole supergroup'*, American Mineralogist, 2012, 97, (11-12), pp. 2031-2048

[46] Sial A., Ferreira V., Fallick A., Cruz M.J.M., *'Amphibole-rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province, northeastern Brazil'*, Journal of South American Earth Sciences, 1998, 11, (5), pp. 457-471

[47] Agemar T., Wörner G., Heumann A., *'Stable isotopes and amphibole chemistry on hydrothermally altered granitoids in the North Chilean Precordillera: a limited role for meteoric water?'*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 1999, 136, (4), pp. 331-344

[48] Spear F.S., *'An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite'*, Amer. Jour. Sci., 1981, 281, pp. 697-734

[49] Clemens J.D., Wall V.J., *'Origin and evolution of a peraluminous silicic ignimbrite suite: the Violet Town Volcanics'*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 1984, 88, (4), pp. 354-371

[50] Molina J.F., Scarrow J.H., Montero P.G., Bea F., *'High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalic-hybrid melts during evolution of Variscan basic–ultrabasic magmatism of Central Iberia'*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 2009, 158, pp. 69-98

[51] Droop G., *'A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria'*, Mineralogical magazine, 1987, 51, (361), pp. 431-435.

[52] Jiang C., An S., *'On chemical characteristics of calcific amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance'*, Journal of Mineralogy and Petrology, 1984, 3, (1), pp. 1-9

[53] Xie Y., Zhang Y., *'Peculiarities and genetic significance of hornblende from granite in the Hengduansan region'*, Acta Mineral Sin, 1990, 10, (1 ،(pp. 35-45

[54] Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Grégoire M., O'Reilly S.Y., Powell W., *'Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle'*, Lithos, 2007, 99, (1-2), pp. 68-84.

[55] Leake B.E., Woolley A.R., Birch W.D., Burke E.A., Ferraris G., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Schumacher J.C., *'Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's 1997 recommendations'*, The Canadian Mineralogist, 2003, 41, (6), pp. 1355-1362

[56] Lisboa V.A.C., Conceição H., Rosa M.L.S., Marques G.T., Lamarão C.N., Lima A.L.R., *'Amphibole crystallization conditions as record of interaction between ultrapotassic enclaves and monzonitic magmas in the Glória Norte Stock, South of Borborema Province'*, Brazilian Journal of Geology, 2020, 50

[57] Humphreys M.C., Kearns S.L., Blundy J.D., *'SIMS investigation of electron-beam damage to hydrous, rhyolitic glasses: Implications for melt inclusion analysis*،' American Mineralogist, 2006, 91, (4), pp. 667-679

[58] Ridolfi F., Renzulli A., Perugini D., Cesare B., Braga R., Del Moro S., *'Unravelling the complex interaction between mantle and crustal magmas encoded in the lavas of San Vincenzo (Tuscany, Italy). Part II: Geochemical overview and modelling'*, Lithos, 2016, 244, pp. 233-249

[59] Scaillet B., Evans B.W., *'The 15 June 1991 eruption of Mount Pinatubo. I. Phase equilibria and pre-eruption $P–T–f\ O_2–f\ H_2O$ conditions of*

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.145]

[62] Li W., Cheng Y., Yang Z., *'Geo-fO2: Integrated software for analysis of magmatic oxygen fugacity',* Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2019, 20, (5), pp. 2542-2555

[63] Kiss B., Harangi S., Ntaflos T., Mason P.R., Pál-Molnár E., *'Amphibole perspective to unravel pre-eruptive processes and conditions in volcanic plumbing systems beneath intermediate arc volcanoes: a case study from Ciomadul volcano (SE Carpathians)',* Contributions to Mineralogy and Petrology ،2014 ،167 ،pp. 1-27.

the dacite magma', Journal of Petrology, 1999, 40, (3), pp. 381-411

[60] Leidig M., Zandt G., *'Modeling of highly anisotropic crust and application to the Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes',* Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2003, 108, (B1), pp .ESE 5-1-ESE 5-1.

[61] Andrews B.J., Gardner J.E., Housh T.B., *'Repeated recharge, assimilation, and hybridization in magmas erupted from El Chichón as recorded by plagioclase and amphibole phenocrysts',* Journal of Volcanology and Geothermal Research ،2008 ،4, 175pp. 415-426

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.145]